

微下击暴流的特征及其数值模拟*

刘洪恩

(北京市气象局, 北京, 100089)

摘 要

文中概述了微下击暴流的特征,研究了1997年7月22日发生在北京地区的一个湿型微下击暴流的多普勒速度场结构;使用非静力全弹性中- γ 尺度模式,模拟了这个湿型微下击暴流的主要结构和演变过程,与雷达实测结果吻合较好。结果表明:在背景场为高温、高湿、垂直风速切变小的环境条件下,下沉气流的发展并非完全由蒸发、融化降温所产生的负浮力所支配,恰恰相反,降水拖曳力起主导作用;在不同的环境条件下,下沉气流发展的云物理过程可以有较大的差异。

关键词: 微下击暴流, 特征, 数值模拟。

1 引 言

下击暴流由 Fujita^[1]定义为在地面附近产生的灾害性风的下沉气流。随后在机场意外事故的研究中,由 Fujita 和 Caracena 等人揭示了下击暴流的水平范围:几公里到几十公里。

为了区别大的下击暴流与小尺度的下击暴流, Fujita(1978, 1979)称小尺度暴流为“微下击暴流”。二者区分的水平尺度为5 km。

根据云的照片和多普勒雷达实测资料, Fujita 进一步把微下击暴流的生命史区分为4个阶段:下降阶段、接触阶段、爆发阶段和消散阶段。其中爆发阶段:出流在地面上方100~200 m 猛烈地铺开,来自下击暴流中心的弧推着向外;消散阶段:在几分钟内,下沉气流源被耗尽,而飑锋保持着扩散,暴流的运动具有卷曲向后的特征,一个巨大的水汽环状物在扩展,范围在增大,而强度迅速地减弱^[1]。

上述特征表明:微下击暴流尺度小、生命史短、出流接近地面、过程剧烈、局地灾害严重。特别是当飞机着陆会遇到强的逆风到顺风切变,极易造成飞行意外事故。因此,多普勒天气雷达监测要采取低仰角、短间隔(几分钟)观测方式才能发现它。

文中使用国产3824-C 波段全相干多普勒天气雷达资料,分析了1997年7月22日发生在北京地区的一个湿型微下击暴流的雷达回波特征,并对这个微下击暴流的主要结构和演变过程进行了数值模拟。

* 初稿时间:1999年1月4日;修改稿时间:2000年3月20日。

资助课题:局地强风暴的数值模拟及其在短时预报中的应用。

2 1997年7月22日微下击暴流

2.1 天气背景

1997年7月22日北京时08时,从地面到500 hPa,北京处于副热带高压西北侧,为深厚的SE气流控制。20时,500 hPa,北京东西两侧为高压控制,两高之间有一条切变线,呈NE-SW走向,位于北京附近的SE方。受切变线影响,北京南部和西南部地区傍晚到前半夜发生了一次局地强对流天气(天气形势图略)。

2.2 雷达回波特征

2.2.1 一般情况

16时59分雷达探测到测站的SE方180 km处有一回波带生成,以40 km/h的速度向NW方向移动,19时~21时30分影响北京南部和西南部地区。图1给出了20时32分产生微下击暴流时的回波强度分布。图中标号e的单体,最大回波强度为55 dBz,在它移动方向的左后侧,标号f箭头所指区域产生了微下击暴流,降了短时暴雨。这里正是房山区蔡庄村,村东长约1 km的路段,直径达40 cm的数十棵大树,朝偏北方向被风刮倒,还有不少树干被拦腰折断,路旁约15 hm²农田的晚玉米受灾,暴流扫过的地区倒伏的植被呈辐散状。此外,村里有27户房屋受到破坏。

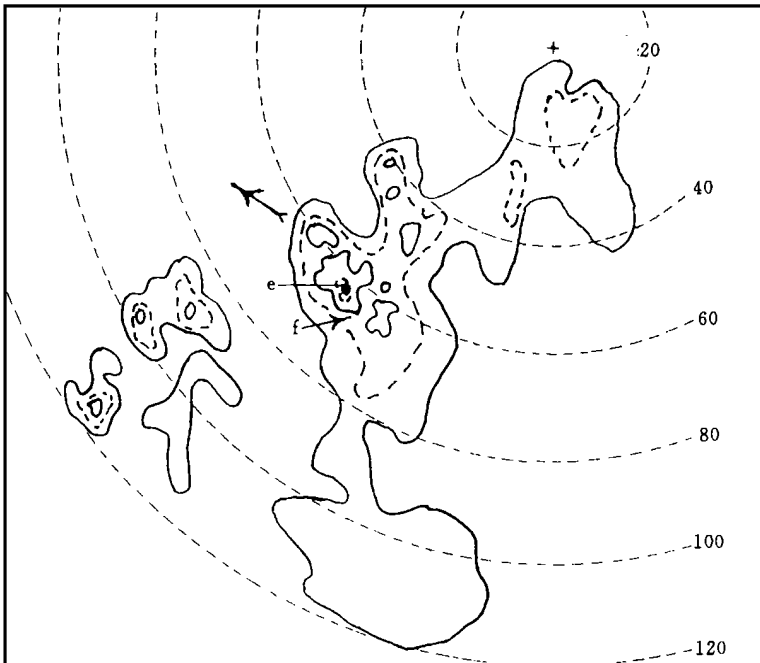


图1 1997年7月22日20时32分的雷达回波强度 PPI 仰角 0.5°

(图中符号“+”为测站位置;点线为距圈,线上数字表示距离(km);实虚线是回波强度等值线,从外向内分别为2~30 dBz,30~40 dBz,40~50 dBz和>50 dBz;箭头指向300表示回波移向)

2.2.2 f区微下击暴流特征

20时30分在暴流发生期间,20时32分雷达取到了关键时刻的立体资料。图2a(见封3)是该时刻的仰角(0.5°)VPPI径向速度分布,图中方框内为辐散区,将其放大为图2b;图3

是图2a 和2b 的素描图, 沿雷达视径方向220. 8°距离67 km 处为暴流的中心, 其尺度为2 km, 径向速度为- 21~- 22 m/s(负号表示向着雷达)。

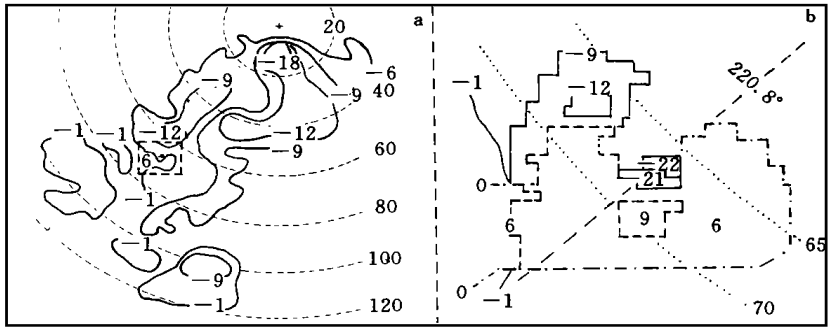


图3 1997年7月22日20时32分的径向速度 VPPI 仰角0.5°
(a. 径向速度, 方框内为辐散区, b. a 中辐散区的放大图; 负值表示向着雷达, 正值表示离开雷达; 其它说明同图1)

图4是沿雷达视径220. 8 的原始径向速度测值, 该图是对图2b 的进一步补充, 由图可见在距离67 km 暴流中心附近径向风切变达到 $2.7 \times 10^{-2} s^{-1}$ 。

进一步分析微下击暴流发生前6~ 10分, 即20时24分, 20时20分所获取的径向速度资料(图略)表明: 在暴流区域的上风方为较大范围的反气旋式辐散区。因此, 多普勒雷达采取短时间间隔、低仰角(0. 5 左右)的观测方式, 发现和追踪径向速度的辐散区, 这对于适时发布下击暴流警报, 尤其是微下击暴流是非常重要的。

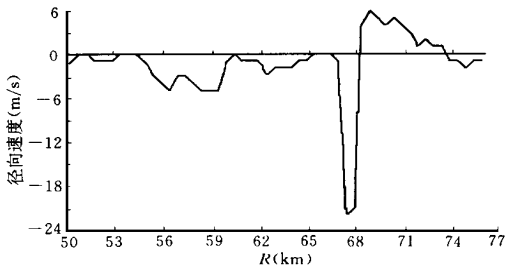


图4 沿220. 8 方位的径向速度
(原始数据) 分布图

图5(见封3)是20时32分沿雷达视径220.

8 所作的径向速度垂直剖面 VRHI 放大图, 图6是图5的素描图, 该图可以进一步揭示微下击暴流的垂直结构特征, 可以清楚地见到下沉气流自云底下降、并自地面附近向外爆发的过程。在67 km 处, 可以再次看到一片- 18~- 22 m/s 的强速度区, 高度在1 km 以下, 最大速度在0. 5 km 以下, 已经接地; 沿雷达视径方向可见明显的径向速度梯度; 在它的右侧为6 m/s 的正速度区, 再次显示暴流区域为辐散区的特征。在暴流左右两侧、自地面至云底附近, 各有一个辐合和辐散区, 对应这一辐合、辐散区则分别为上升和下沉气流区。根据垂直剖面结构这些特征, 微下击暴流正处于爆发阶段。

2. 2. 3 关于 f 区微下击暴流的识别

多普勒雷达是识别下击暴流、陆龙卷等强风暴的重要工具, f 区微下击暴流的识别, 综合考虑了它本身的特点, 并注意它到它与陆龙卷等强风暴之间的差异:

第一, 识别 f 区微下击暴流几个要点: (1) 暴流产生在一个快速移动的强雷暴中, 正如图1所示, 由于回波带中部强回波区移速大于两侧, 而使回波的外形特征成为弓状结构。根据 Fujita 等人的研究, 这是产生下击暴流的一种母云类型; (2) 暴流区域中心只有2 km,

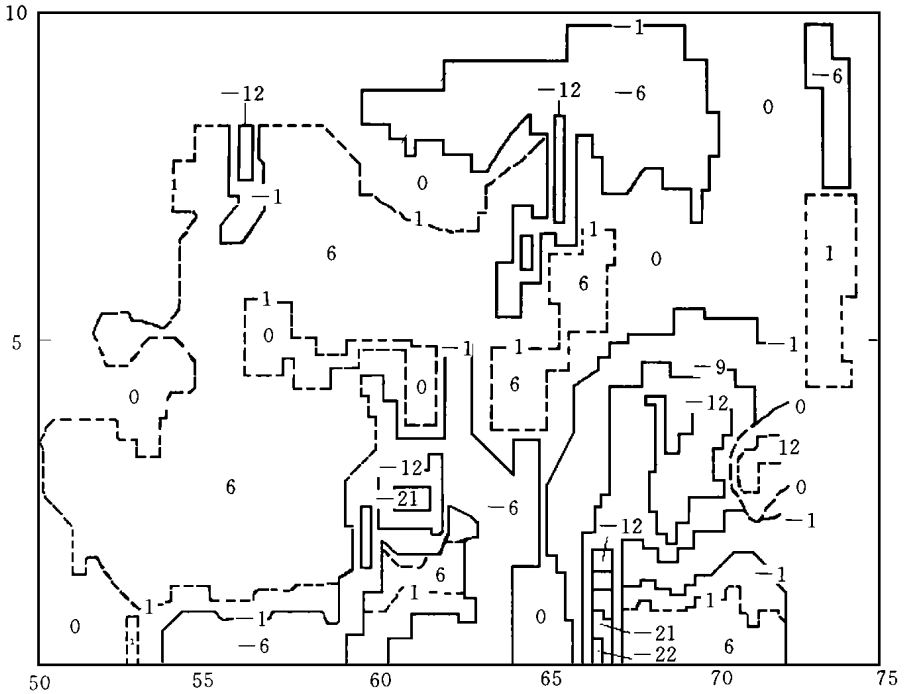


图6 1997年7月22日20时32分的VRHI 方位 220.8°

(垂直、水平距离单位: km; 径向速度正、负值说明同图3)

在微下击暴流尺度范围内, 径向速度场呈典型的辐散结构, 流场为径向或直线型, 与文献[1]中1978年6月17日伊利诺斯微下击暴流的特征类似; (3) 这个微下击暴流发生在强回波移动方向的左后侧, 地面受灾范围小, 植被显示的暴流区域呈辐散状; (4) 蔡庄村上空在暴流发生期间没有出现漏斗云, 而是强阵性降水与暴流相伴随。正如图1所表明的那样, 在暴流发生的地方, 有一串不同强度的回波先后经过这一地区, 对于该区湿型下击暴流的形成有着特殊的重要性。

第二, 与陆龙卷的区别。根据国外多普勒雷达对龙卷母云的探测, 在径向速度场中出现中尺度气旋标志是识别陆龙卷的重要依据之一; 此外, 有3种回波对是否出现陆龙卷最有指示性, 它们是: 钩状回波、右后侧有一个附属物的强回波和线状回波波动模式(LEWP), 这些回波统称为特征回波^[2]。

事实上, 在1997年7月22日北京雷达站长达5 h 的连续观测中, 没有发现陆龙卷存在的上述任何一种特征回波; 正如本文第一部分所述, f 区微下击暴流具有自己的特点, 它与陆龙卷存在明显的区别。

3 数值模拟

3.1 概况

1992年, 孔凡铀等人^[3]利用高分辨率的二维面对称微下击暴流数值模式, 使用美国丹佛1982年6月30日和7月14日的探空资料, 分别对发生在那里的湿、干型微下击暴流在云

下的主要结构和演变特征进行了模拟,与实测结果吻合较好;许焕斌等人^[4]利用他们自己设计的一个非静力全弹性云尺度动力模式的二维版本,对丹佛1982年7月14日微下击暴流(以下简称82714丹佛)进行了数值模拟。较为全面地模拟了环境条件,以及与下击暴流发展相伴的云-降水过程中水凝物粒子微结构对下击暴流发生、发展的影响机理;指出在他们模拟的个例中,蒸发和融化降温的负浮力是产生下击暴流的主要驱动力,而扰动气压梯度力的作用是反向的。模拟图像的特征,在下击暴流自上而下发展的过程中,其温度值在下沉区内是下降的。

文中利用许焕斌等人设计的同一模式,对前面介绍的一个微下击暴流实例(以下简称97722北京)进行了数值模拟。

3.2 模式简介

非静力全弹性云尺度动力模式的二维版本,动力学过程参见文献[5,6];云水、雨水和霰的三相态单参谱演变的云-降水微物理过程参见文献[7]。

模式计算的初始环境条件,由图7所示的探空资料给出。与82714丹佛相比较,环境条件有很大差异。97722北京,北京时19时层结曲线,温度垂直递减率0~5 km平均为0.64 /100 m,相对湿度变化为49%~86%,0层高度为4.837 km;3 km以下为偏东南风,4~6 km为偏北风;6 km以下最大风速8 m/s,除3~4 km存在风向切变外,垂直风速切变很小;500 hPa温度为-4.4。与文献[3]中82714丹佛相比:0层高度、2 km以下相对湿度、500 hPa温度明显偏高;0~5 km垂直温度递减率、垂直风速切变明显偏小。这些环境条件的差异,激发、产生微下击暴流的物理过程可能出现较大差异。

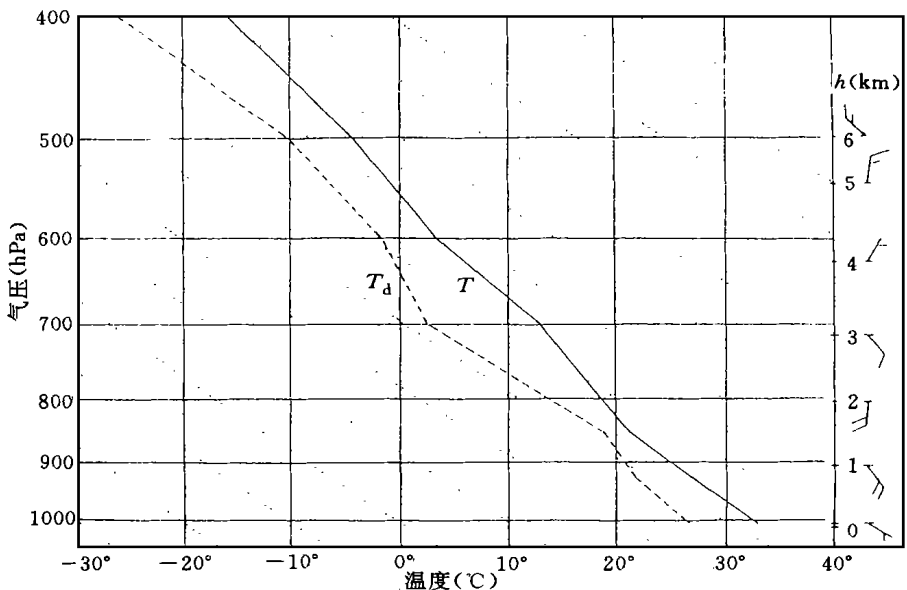


图7 1997年7月22日北京时19时北京的温度、露点($T - \log P$)、风的垂直分布

模式的计算范围:水平方向为16.5 km,格距 $\Delta x = 165$ m,格点数为100;垂直方向为4.95 km,格距 $\Delta z = 165$ m,格点数为30。本例中给出的雨(R)和霰(G)值在水平上是均匀的,且不随时间变化。计算的大时间步长 $\Delta T = 4.1$ s,小时间步长 $\Delta t = 0.14$ s。模拟时间为

49.2 min。

3.3 模拟试验结果

3.3.1 微下击暴流的发展过程及基本特征

在模式顶给定雨(R)和霰(G)的比含量以后,这里 $R=0.004\text{ g/g}$, $G=0.005\text{ g/g}$,这些降水质点将以自己的质量加权平均末速下落,激发下击暴流及相应云物理过程的发展。图8给出了速度矢量随时间的演变,可以看到下击暴流自上而下的发展过程。

从图8a, 8b可见, 4.1分后, 云底开始出现下沉气流, 8.2分后, 下沉气流明显加强, 已到达地面以上1.3 km处, 在2.5 km处开始向前偏转; 在图8c中, 24.6分后, 下沉气流接触到地面, 中轴线前侧0.3 km高度出现水平气流, 最大风速达16 m/s, 还未达暴流标准; 近地面下沉区为辐散气流, 并出现反向气流; 中轴线前侧(右边)3.2 km, 从0.7 km到3 km高度出现向上弯曲的头部, 2.7 km处为涡旋中心。图8c下沉气流的这一结构, 反映了微下击暴流在接触阶段的基本特征。在图8d中, 在地面附近形成暴流, 330 m高度最大水平风速达27 m/s, 切变值达 $1.7 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$, 微下击暴流发展到爆发阶段。暴流在0.5 km以下, 沿0.3 km高度向前铺开2.5~4 km; 在中轴线前方2.3 km高度出现一个气旋式涡旋中心, 环绕中心从0.3 km高度往上是一个明显卷曲的头部; 在下沉气流区中轴线后部, 3 km高度上有一个反气旋式涡旋中心, 但强度要弱得多。综观暴流的前部特征是绕水平轴卷曲着向后而不断向前迅速地扩展。暴流的这一特征是与图6雷达实测的垂直剖面结构的主要特征是一致的。请注意图8模拟的暴流方向与图6中雷达视径方向反向。

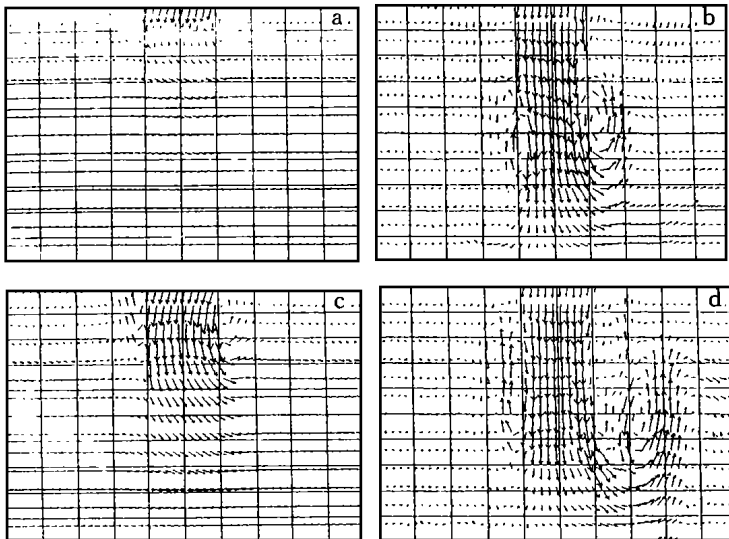


图8 速度矢量随时间的演变

(a, b, c, d 分别为发展时间4.1分, 8.2分, 24.6分, 42.3分)

时的状况, 纵坐标是高度, 顶高5 km, 横坐标是水平距离, 间隔1.65 km)

综观垂直方向下沉区域的特征, 沿中轴线两侧, 有一个明显的下沉气流通道, 气流沿中轴线向下, 水平宽度大约3.3 km。通道中下沉气流呈明显的直立性, 这与实测环境风速垂直切变很小的特点相一致。

3.3.2 微下击暴流形成过程的物理解释

3.3.2.1 蒸发和融化作用

图9给出了温度场随时间的演变。图9a和9b中,从云底到3 km高度出现了明显的降温,由于蒸发和融化降温使云底以下下沉区温度低于背景温度,由降温造成的负浮力引发下沉气流。

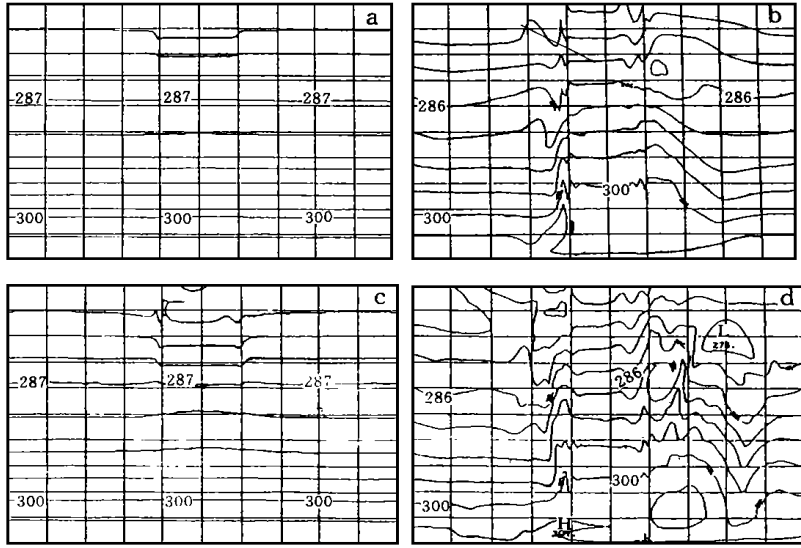


图9 温度分布随时间的演变

(a, b, c, d的发展时间及坐标说明同图8)

图9c中,当下击暴流发展到接触阶段时,下沉通道中的温度出现了特有的变化:一方面云底到4 km高度,由蒸发、融化降温所产生的负浮力不断引发下沉气流;同时,由于下沉气流的加速,在1~4 km范围,下沉增温超过了蒸发、融化降温,在下沉通道中出现了相对于背景温度的增温区;而地面附近0.7 km以下,由于到达地面的降水不断增大而迅速降温。对下沉气流来说,在增温区,尽管失去了温度的负浮力,但这个区域内(1~4 km)温度的垂直递减率为 $0.64 \sim 0.70$ /km,在这个弱不稳定、近中性的层结里,下沉气流能依靠动量下冲的能量穿过这一增温区而到达地面。

图9d中,微下击暴流进入爆发阶段,温度的垂直结构与接触阶段相比变化不大。而正是这一阶段下沉气流的下降速度和近地面的水平风速达到最大值,说明蒸发、融化降温的负浮力并没有取得支配地位,还有其它力的作用。

综上所述,下列情况是反映97722微下击暴流特征的:只要云底附近的降水质点的比含量不变,这里蒸发、融化降温的过程就不会受到抑制,也就可以持续引发下沉气流;尽管1~4 km高度范围为相对于背景温度的增温区,但层结近于中性,对下沉气流的阻尼作用不大。

3.3.2.2 扰动气压作用

图10显示了扰动气压随时间的演变过程。扰动气压高值中心从云底的下部沿下沉区中轴线略偏左侧下降,在24.6分时,高值中心迅速降到地面。这一变化体现了扰动气压的

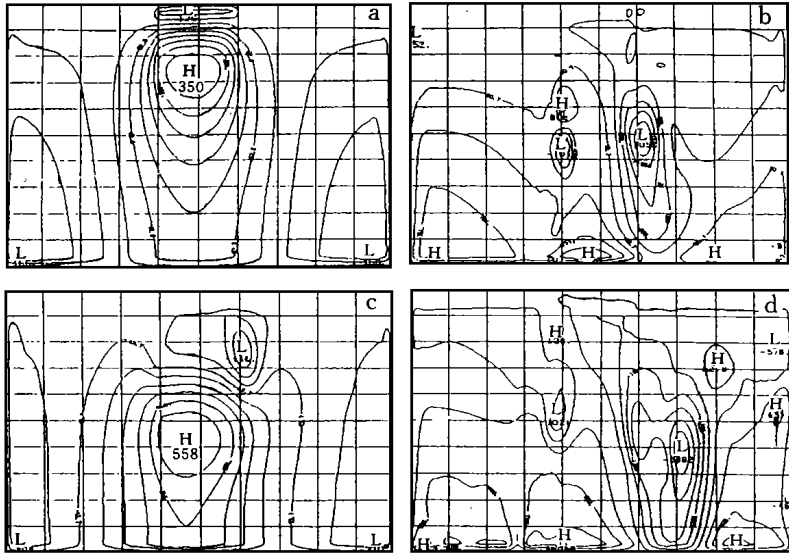


图10 扰动气压随时间的演变
(a, b, c, d 发展时间及坐标说明同图8)

向下分量,有利于下沉气流的发展;微下击暴流进入接触阶段(图10c),中轴线地面附近的水平扰动气压力也明显增强,有利于侧向、主要是前侧水平气流的形成和加强。上述演变过程体现了扰动气压的作用方向与下沉气流的发展是一致的。这时在近地面、中轴线前侧1.65 km处出现了第一个水平风速峰值16 m/s。

微下击暴流进入爆发阶段(图10d),扰动气压的结构形式基本未变,与接触阶段相比,中轴线前侧出现了扰动气压增强了的高值中心。这个高值中心的出现,有利于暴流头部的卷曲运动和涡旋的加深。在中轴线前侧2.5 km,0.3 km高度出现了水平风速的第二个峰值,下沉气流在近地面出现了称之为暴流的破坏性风速27 m/s。这一数值模拟与雷达实测径向速度的最大值非常接近。

综合扰动气压的作用,微下击暴流的下降阶段到接触阶段,有利于下沉气流的发展;接触阶段到爆发阶段,有利于向后卷曲的运动。

3.3.2.3 降水拖曳力

图11给出了降水比含量向下降落伸展的动态图和比湿相应的变化图。可以看出:降水在下落中逐渐被消耗,转变成的水汽使云底附近湿度增大,但补偿不了1~4 km高度下沉增温区的暖而干的下沉气流,只有在降水到达地面后,由地面的直接蒸发才重新变得湿润起来。

降水拖曳力对下沉气流的促进作用,这是显而易见的。它在本例中的重要作用,将在下述各力的综合分析中给出定量的结果。

此外,降水的下落路径还为下沉气流提供一个自上而下的通道。

3.3.2.4 力的综合分析

微下击暴流的发展是受降水拖曳力、扰动气压力、浮力综合作用的结果。

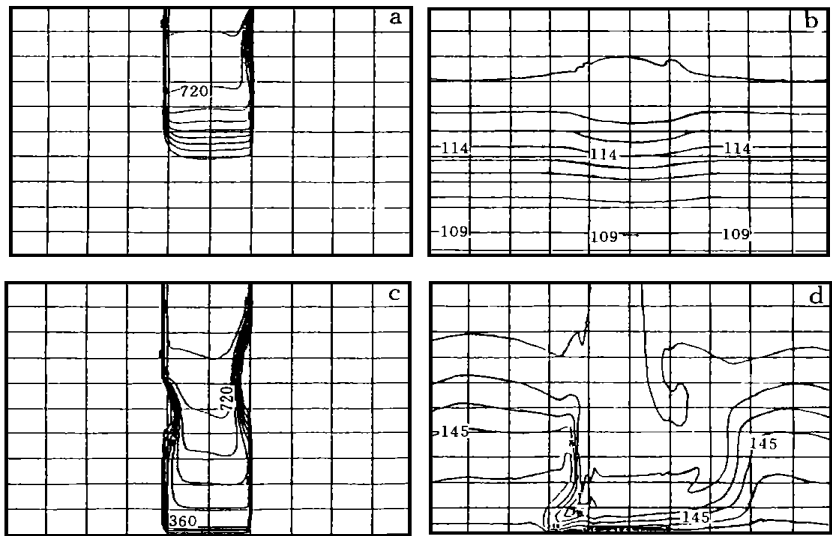


图11 降水比含量分布(线间间隔60.0)和比湿分布(线间间隔分别为1.2和34.5)随时间的演变

(a, b 和 c, d 分别为降水比含量和比湿的发展时间8.2分 and 24.6分时的状况, 坐标说明同图8)

表1的纵行(4.1分, 24.6分, 42.3分)分别代表微下击暴流在不同发展阶段(下降阶段、接触阶段、爆发阶段)沿中轴线、从云底附近到近地面各格点上3种作用力的计算值。这些数值表明:

第一, 就浮力项而言, 微下击暴流的不同发展阶段, 由蒸发、融化降温所产生的负浮力只出现在云底和地面附近, 在大约1~4 km 高度, 由于蒸发、融化降温的效应小于下沉增温, 在中轴线附近出现了正的浮力区, 下沉气流依靠动量下冲的能量穿过这一正浮力区而到达地面。

第二, 在不考虑扰动气压力的量级大小, 只考虑作用力的方向时, 它对微下击暴流的发展是正向的; 但到了接触阶段以后, 在数量上与降水拖曳力相比要小4~5个量级, 其作用可以略去; 至于在爆发阶段, 由图10d 表明的扰动气压结构分布形式, 即中轴线前侧, 地面附近扰动气压高值中心的加强有利于暴流侧向水平气流向后卷曲运动, 尚需更多实例的证明。

第三, 通过3种力数量级及作用力方向的比较, 在这个湿型下击暴流中, 降水拖曳力在下击暴流的接触阶段和爆发阶段对它的发展无疑是主要驱动力。

3.3.3 降水和霰的参数试验

上边界处 R, G 值的大小对下击暴流的强弱和发展过程影响是明显的。根据文献[4]所做的同类试验的解释, 由于雨和霰粒子的尺度范围相当, 因此可以取同一分布截距(单位: cm^{-4}), 其典型值为0.08, 为了增加融化蒸发率, 与大多数例子一样, 表2中雨和霰的分布谱的截距取值都为0.8。由表2可见, 当 R, G 取值为0.001时, 地面无降水、无风; 当

表1 97722北京微下击暴流沿中轴线($i=50$)自上而下各格点的力的计算值

格点	时间(分)	拖曳力	扰动气压力	浮力
28		- 0.86254E+ 01	- 0.80843E- 04	- 0.13722E+ 01
26		- 0.69628E+ 01	- 0.13938E- 03	- 0.35410E+ 01
24		- 0.46776E+ 01	- 0.23623E- 03	- 0.11958E+ 01
22		- 0.13523E+ 01	- 0.19298E- 03	- 0.25214E- 01
20		- 0.55693E- 01	- 0.27588E- 04	0.32599E+ 00
18		- 0.36224E- 04	- 0.19606E- 06	0.46550E+ 00
16	4.1	0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.36661E+ 00
14		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.27427E+ 00
12		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.21739E+ 00
10		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.18905E+ 00
8		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.63824E- 02
6		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.60298E- 01
4		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.29567E- 01
2		0.00000E+ 00	0.00000E+ 00	0.76575E- 02
28		- 0.86042E+ 01	- 0.18655E- 04	- 0.61256E+ 00
26		- 0.84091E+ 01	- 0.15534E- 04	0.26775E+ 00
24		- 0.82129E+ 01	- 0.15506E- 04	0.95639E+ 00
22		- 0.80041E+ 01	- 0.16333E- 04	0.15169E+ 01
20		- 0.77754E+ 01	- 0.17531E- 04	0.20315E+ 01
18		- 0.75168E+ 01	- 0.19515E- 04	0.43017E+ 01
16	24.6	- 0.72189E+ 01	- 0.21637E- 04	0.64528E+ 01
14		- 0.68798E+ 01	- 0.23667E- 04	0.82622E+ 01
12		- 0.64961E+ 01	- 0.26086E- 04	0.85005E+ 01
10		- 0.60597E+ 01	- 0.28654E- 04	0.93463E+ 01
8		- 0.55612E+ 01	- 0.31729E- 04	0.53738E+ 01
6		- 0.49962E+ 01	- 0.35485E- 04	0.44082E+ 01
4		- 0.43448E+ 01	- 0.35854E- 04	- 0.67417E+ 01
2		- 0.38186E+ 01	- 0.22213E- 03	- 0.13973E+ 02
28		- 0.86626E+ 01	- 0.13526E- 04	- 0.22547E+ 01
26		- 0.85118E+ 01	- 0.12897E- 04	- 0.77952E+ 00
24		- 0.83441E+ 01	- 0.13184E- 04	0.35067E+ 00
22		- 0.81706E+ 01	- 0.13707E- 04	0.12946E+ 01
20		- 0.79756E+ 01	- 0.15235E- 04	0.18848E+ 01
18		- 0.77456E+ 01	- 0.17354E- 04	0.44285E+ 01
16	42.3	- 0.74825E+ 01	- 0.18941E- 04	0.65652E+ 01
14		- 0.71859E+ 01	- 0.21013E- 04	0.77961E+ 01
12		- 0.68433E+ 01	- 0.23218E- 04	0.88790E+ 01
10		- 0.64527E+ 01	- 0.25722E- 04	0.93738E+ 01
8		- 0.60042E+ 01	- 0.29467E- 04	0.78064E+ 01
6		- 0.54729E+ 01	- 0.33464E- 04	0.50315E+ 01
4		- 0.48493E+ 01	- 0.36635E- 04	- 0.40297E+ 01
2		- 0.41109E+ 01	- 0.24834E- 03	- 0.22811E+ 02

(注:负号表示力的方向向下;单位: $10^{-5}(\text{m}/\text{kg}) \cdot \text{s}^{-2}$)

R, G 取值逐步增大时, 例如 0.002, 地面可产生微量降水, 但仍然无风; 取值 0.003 时, 地面最大水平风速可达 10.6 m/s , 但不能形成暴雨; 取值 0.004 时, 暴雨区域地面最大水平风速都出现了下击暴流的阶段特征, 即出现接触阶段和爆发阶段的最大水平风速 V_a 和 V_b , 随着 R, G 值的增大, V_a 和 V_b 增大, 其持续时间在减小; 而 R, G 值 0.006 时, 称之为爆发阶段的水平风速的持续时间只有 $0.07 \sim 0.3 \text{ min}$, 同时模拟量 V_a, V_b 远远超过了实测值。

当 R, G 值在 $0.004 \sim 0.005$ 这个很窄的范围内变化或交叉变化时, 模拟量 $V_a, V_b, t_{1a}, t_{2a}, t_{1b}, t_{2b}, r_a$ 都与实际观测结果非常接近, 只是截止暴雨发生时, 累积降水量 r_b 值大于实测值, 但在同一个量级范围内。模拟量 r_b 大的原因是模式中 R, G 值不随时间变化, 而雷达实际观测的结果, 阵性强降水有间隙性。

表2 雨(R)和霰(G)的比含量对下击暴流的影响

试验参数		模拟量							
R (g/g)	G (g/g)	V_a (m/s)	V_b (m/s)	t_{1a} (s)	t_{1b} (s)	t_{2a} (s)	t_{2b} (s)	r_a (mm)	r_b (mm)
0.001	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
0.002	0.002	0	0	0	0	30	0	微量	0
0.003	0.003	10.6	0	0.2	0	16	0	3.3	0
0.004	0.004	14.1	22.9	6.1	3.4	7.4	27.9	3.4	30.4
0.005	0.005	17.6	30.8	6.2	4.1	6.0	32.6	5.0	38.8
0.006	0.006	20.6	31.5	5.6	0.2	5.3	18.1	6.7	51.0
0.008	0.008	24.7	29.6	3.1	0.3	4.4	8.3	9.9	33.1
0.010	0.010	28.0	35.7	3.8	0.07	3.9	4.0	11.9	46.6
实 测 值									
0.0046	—	8	22	8	—	6.5	30.0	6.5	11.1

注: V_a 和 V_b 分别为下击暴流接地时和爆发时的最大水平风速; t_{1a}, t_{1b} 分别为 V_a, V_b 的持续时间; t_{2a}, t_{2b} 分别为 V_a, V_b 发生时, 降水的持续时间; r_a, r_b 分别为 t_{2a}, t_{2b} 时段的累积降水量。

为了进一步阐明模拟结果的真实性, 表3给出了暴雨区域雷达实测回波强度、反演雨强、累积降水量和径向速度。 R_1, V_1 随时间的变化表明: 20时20~24分, 出现最大雨强时, 地面风速增大到 8 m/s , 8分后, 雨强再次增大时出现了暴雨。这个事实表明, 暴雨出现的时间要比最大雨强出现的时间滞后几分钟, 它反映了下沉气流能量的积累和释放过程。前面的试验成功地模拟出了这一过程。在最大降水处, 风速为 $1 \sim 9 \text{ m/s}$, 暴雨发生在远离地面最大降水处 $2.5 \sim 4 \text{ km}$ 。由于降水系统是移动的, 当这个最强的回波移过 $2.5 \sim 4 \text{ km}$ 这段路径时, 即大约 $3 \sim 7 \text{ min}$ 后出现暴雨。这就解释了图1所表明的97722北京微下击暴流发生在标号为 e 的强回波移动方向的左后侧这一事实。

表3中 R_2 表明, 微下击暴流发生时, 地面累积降水量达 11.07 mm 。正如 Fujita 所指出的: 在美国的湿润地区, 例如佛罗里达等, 事实上所有的微下击暴流都伴随着强降水。此外, Fujita 把出现在过程累积降水峰值大于 0.25 mm 的下击暴流称为湿型下击暴流。很显然, 97722北京微下击暴流是湿型下击暴流。

表3 雷达反演暴雨区域降水和实测径向速度

T (北京时间)	P (dBz)	R_1 (mm/5 min)	R_2 (mm)	V_1 (m/s)
19: 48	0	0	0	0
20时02分	30	0. 22	0	*
20时20分	52	7. 17	0. 79	- 7
20时24分	49	4. 47	6. 53	- 8
20时29分	26	0. 11	11. 00	*
20时32分	41	1. 27	11. 07	- 22
20时41分	44	2. 03	13. 35	*
20时48分	34	0. 42	16. 19	- 1

注: P 表示回波强度; R_1 表示由 P 反演的雨强; R_2 表示降水累积量; V_1 表示实测径向速度, 负号表示向着雷达; * 表示没有测速。

4 结 论

(1) 97722北京湿型微下击暴流多普勒速度场具有辐散结构和强烈风切变的特征, 径向风切变值达 $2.1 \times 10^{-2} \sim 2.7 \times 10^{-2} / \text{s}$; 暴流的发生区处于回波带的中部, 且位于强回波移动方向的左后侧; 地面天气现象的特点是强降水伴随着下击暴流。

(2) 模式模拟出了97722北京微下击暴流的主要结构和演变过程, 特别是微物理过程的下述特征: 在微下击暴流的接触阶段到爆发阶段, 下沉区 $1 \sim 4 \text{ km}$ 高度出现了相对于背景温度的增温区, 降温区只持续出现在云底附近及降水到达地面后地面附近。这一事实说明, 在这个实例中微下击暴流的发展, 不能简单地用蒸发、融化降温所产生的负浮力来解释; 通过力的量级及作用方向的比较, 得出了降水拖曳力是主要驱动力的结论。

(3) 与82714丹佛微下击暴流相比较, 不难看出: 外界环境条件是决定微下击暴流类型和演变特征的决定因素, 不同的外界环境条件云物理演变过程可以有较大的差异。因此, 不能把某一外界环境条件下模拟的微下击暴流的演变特征和物理解释, 推论到另一不同环境条件下微下击暴流的发展过程。

最后应当说明, 模式顶设置在0 层附近或云底附近, 目前国内外学者都有应用, 但这种考虑是有缺陷的。云是一个整体, 云下过程和云上过程是相互依存的。虽然一些模拟结果显示出微下击暴流在云下的主要结构和演变特征, 但整个云的研究, 如云顶的上冲和崩溃, 与下沉气流的发展之间微物理过程的数值模拟仍然是一个急待解决的问题。

参考文献

- 1 Fujita T U T. Downoursts and microbursts an aviation hazard. In: 19th conference on radar meteorology. American Meteoric Association, Boston, 1979, 94~ 101
- 2 张培昌等. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 1992, 227~ 280
- 3 孔凡铎等. 微下击暴流的数值模拟. 大气科学, 1994, 18(1): 11~ 21
- 4 许焕斌等. 下击暴流的数值模拟. 气象学报, 1995, 53(2): 168~ 176
- 5 许焕斌等. 三维可压缩大气中的云尺度模式. 气象学报, 1990, 48(1): 80~ 90
- 6 许焕斌. 中- β 模式研究: 地形云的数值模拟. 计算物理, 1992, 4: 731~ 734
- 7 许焕斌等. 一维时变冰雹云模式研究(二): 反映融化对霁谱双参数演变的影响. 气象学报, 1985, 43(2): 162~ 171

CHARACTERISTICS AND NUMERICAL SIMULATION OF MICROBURST

Liu Hongen

(*Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089*)

Abstract

The characteristics of microburst were described, and the Doppler velocity field structure of a wet-type microburst occurring on July 22, 1997 in Beijing area has been researched. Using nonhydrostatic compressible meso- γ model, the main structure and evolution processes of this wet-type microburst lines have been simulated, and the result of the simulation is very close to the measurement of the Doppler radar. The result shows that, under the environment of high temperature, high humidity, but with small vertical wind shear, the evolution of the downdraft is not fully supported by the negative buoyancy due to temperature decrease by evaporation and melting. On the contrary, precipitation trailing force plays a main role in the procedure. This paper points out that, in different environment conditions, cloud-physics for the evolution of the microburst may be very different.

Key words: Microbursts, characteristics, Case study, Numerical simulation.

刘洪恩：微下击暴流的特征及其数值模拟

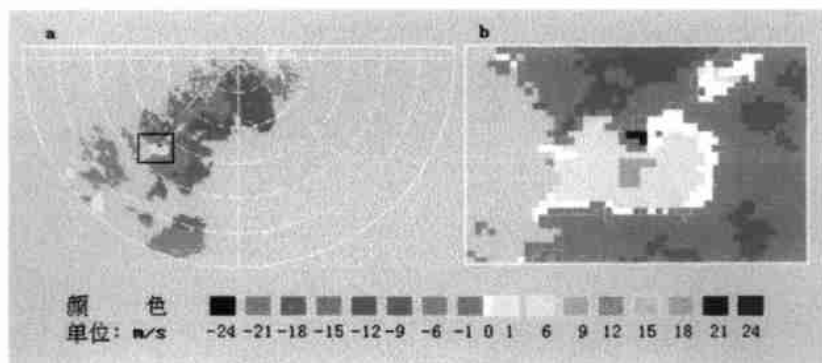


图2 1997年7月22日20时32分径向速度分布
(a. 仰角 0.5° VPPI, 方框内为辐散区, b.a 中辐散区的放大图)

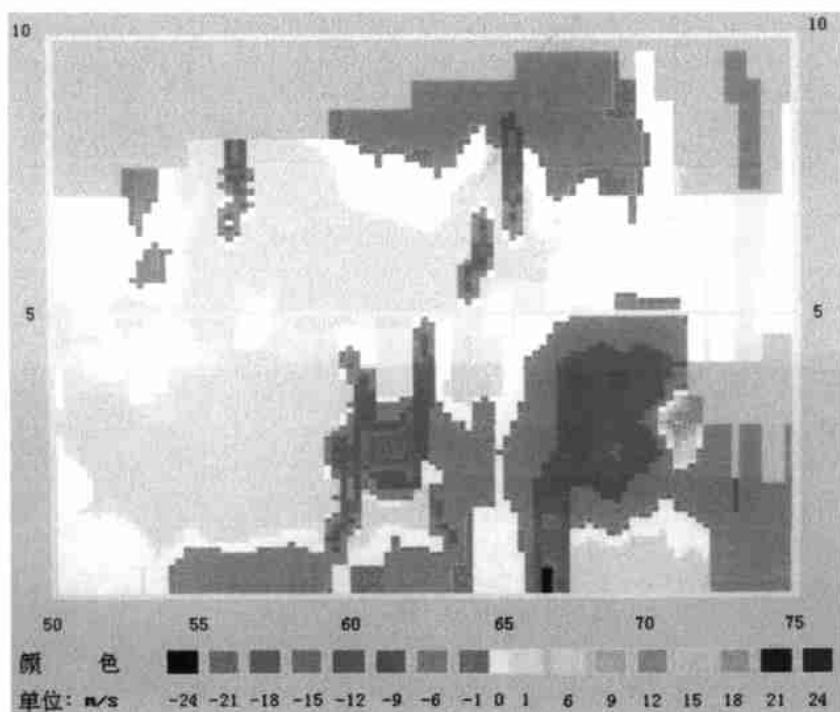


图5 1997年7月22日20时32分径向速度垂直剖面放大
(方位 220.8°)